中国科学: 地球科学 2020 年 第 50 卷 第 7 期: 977 ~ 994
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

孢粉-气候定量重建方法体系的建立及其应用——以青藏高原东部全新世温度重建为例

梁琛[1,2], 赵艳[1,2*], 秦锋[1,2], 郑卓[3], 肖霞云[4], 马春梅[5], 李焕[6], 赵文伟[7]

1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 陆地表层格局与模拟院重点实验室, 北京 100101;
2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 中山大学地球科学与工程学院, 广州 510275;
4. 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008;
5. 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210023;
6. Department of Earth Sciences, Vrije Universiteit Amsterdam, De Boelelaan 1085, 1081 HV, The Netherlands;
7. 南通大学地理科学学院, 南通 226019
* 通讯作者, E-mail: zhaoyan@igsnrr.ac.cn

收稿日期: 2019-08-02; 收修改稿日期: 2020-02-01; 接受日期: 2020-03-17; 网络版发表日期: 2020-04-24
国家重点研发计划项目(编号: 2016YFA0600501)、国家自然科学基金项目(批准号: 41690113、41888101、41471169)和国家战略性先导科技专项A类项目(编号: XDA20070101)资助

摘要 长时间尺度气候变化的定量重建结果可为理解气候自然变率及其机制提供参考, 并为气候模拟提供边界条件与验证. 然而, 由于已有定量重建方法体系并不完善, 许多重建结果的可信度存在很大不确定性. 本研究建立了一个基于高质量现代孢粉数据库的定量重建方法体系: 包括现代孢粉数据筛选、训练集选择、主控气候因子分析、最优模型建立、评估检验和生态解释等多个步骤. 将该方法体系应用于青藏高原东部若尔盖盆地的三个高分辨率孢粉记录, 定量重建了研究区全新世温度变化. 结果表明, 全新世早期最暖月温度(MT_{wa})约为10.4℃, 随后温度逐步升高, 在8.5~6ka BP达到全新世最高(约11℃). 经历了早、中全新世的温暖气候后, 温度持续降低1.2℃, 在新冰期期间达到全新世温度最低值. 除全新世整体变冷趋势外, MT_{wa}还具有明显的500年周期波动, 其信号强度随时间有所波动. 温度的高(低)值与太阳活动的最大值(最小值)同相位变化, 这表明青藏高原东部地区百年尺度气候波动很可能受到了太阳活动的影响.

关键词 定量重建方法体系, 青藏高原, 全新世, 温度重建, 周期

1 引言

长时间尺度气候变化研究对于理解自然背景下气候特征及变化规律至关重要(Marcott等, 2013). 更为准确的气候定量重建结果是理解气候变化机制的基础, 也是气候模拟与评估的重要组成部分(Renssen等, 2009; Bartlein等, 2011; Birks, 2011). 目前, 全球范围内仍然有众多地区需要更加精准的定量重建结果以获取

中文引用格式: 梁琛, 赵艳, 秦锋, 郑卓, 肖霞云, 马春梅, 李焕, 赵文伟. 2020. 孢粉-气候定量重建方法体系的建立及其应用——以青藏高原东部全新世温度重建为例. 中国科学: 地球科学, 50: 977–994, doi: 10.1360/N072019-0180
英文引用格式: Liang C, Zhao Y, Qin F, Zheng Z, Xiao X, Ma C, Li H, Zhao W. 2020. Pollen-based Holocene quantitative temperature reconstruction on the eastern Tibetan Plateau using a comprehensive method framework. Science China Earth Sciences, https://doi.org/10.1007/s11430-019-9599-y

© 2020 《中国科学》杂志社

详细的古气候变化特征(COHMAP-Members, 1988; Nakagawa等, 2002; Seppa等, 2004). 随着计算技术和统计方法的发展, 基于化石指标的长尺度气候变化定量研究取得了较大进展.

青藏高原地区受到印度夏季风(ISM)、东亚夏季风(EASM)和西风环流的共同影响(Shen等, 2006; An等, 2012; Thomas等, 2014, 2016), 高寒生态系统对全球气候变化响应敏感. 前人利用青藏高原地区冰芯(Liu等, 1998; Thompson等, 2000)、树轮(Yang等, 2014)、湖泊沉积物(Shen等, 2005; Thomas等, 2016)和泥炭(Zhao等, 2011)等开展了基于多种代用指标的气候变化研究. 其中, 孢粉在沉积物中分布广泛, 其气候指示意义明确, 并包含气候和植被变化的信息, 是定量重建古环境的重要指标.

近十年以来, 孢粉-古气候定量研究取得了长足的发展, 截至目前青藏高原已有的孢粉研究点超过50个, 但开展过定量气候重建的记录仍然较少(Herzschuh等, 2009; Lu等, 2011). 基于孢粉的古气候研究大多集中于全新世. 不同研究揭示的全新世气候变化趋势及变幅具有明显的差异, 例如, 西门错的重建结果显示, 全新世最适宜期出现在10~5ka BP, 最高温度比现今高大约2℃(Herzschuh等, 2014); 而寇查湖孢粉记录重建结果则表明早中全新世温度仅比现在高约1℃(Herzschuh等, 2009); 基于沉错钻孔孢粉记录重建的全新世温度最高值在全新世初期即出现, 比现今高2.4℃(Lu等, 2011).

造成这些研究结果差异的原因可能来自于两方面的因素: (1) 不同地区的主控气候要素不明确; (2) 指标定量重建气候的分析过程, 可能欠缺数据库筛选、适合重建因子的选择与严格的结果检验. Cao等(2017)通过对东亚现代孢粉数据库的分析发现, 选择不同的训练集会得到不同的重建结果以及不同的重建误差. 先前的研究大多基于主观判断选择用于重建的气候变量, 并未经过严格的数据分析. 陈建徽等(2018)通过对六盘山天池记录重建结果进行统计检验指出, 尽管年平均温度(MAT)是过去的定量重建研究中常用的气候因子, 但其重建结果并不具有统计显著性, 这表明该记录并不能很好地指示年平均温度的变化. 因此, 未经统计检验而主观选取的气候因子可能并不适用于定量重建; 完整的重建过程框架将减少重建结果的不确定性, 并新一步提供可信度的评估.

本文提出一套完整的定量重建方法体系, 并将之用于青藏高原东部若尔盖盆地的三个高分辨率孢粉记录, 探索如何准确地重建气候变量变化特征, 进而定量重建青藏高原东部全新世气候变化序列, 并讨论其驱动机制.

2 研究区概况

若尔盖盆地位于青藏高原东缘(32°10′~34°10′N, 101°45′~103°25′E), 海拔3350~3450m, 当地发育了典型的高山泥炭地生态系统. 根据附近的若尔盖气象站(3439masl, meter above sea level)1981~2010年期间的观测数据显示, 该地区平均年降水量为648.5mm, 降水集中在夏季(6~9月); 年平均温度为1.1℃, 7月平均温度为10.8℃, 1月平均温度为−10.2℃.

若尔盖盆地主要植被类型为高山草甸, 由莎草科(Cyperaceae)、蒿属(*Artemisia*)、禾本科(Poaceae)和毛茛科(Ranunculaceae)等种类的植物组成. 盆地东南面山地较低海拔处(海拔3400~3800m)发育亚高山草甸, 主要由莎草科(Cyperaceae)、禾本科(Poaceae)、菊科(Asteraceae)、毛茛科(Ranunculaceae)和豆科(Fabaceae)植物组成(Shen, 2003). 海拔4000m以上山地则被零星分布的森林所覆盖, 主要由云杉(*Picea asperata*)、华山松(*P. wilsonii*)、紫花苜蓿(*P. purpurea*)、岷江冷杉(*Abies faxoniana*)、高山松(*Pinus densata*)、白桦(*Betula platyphylla*)和辽东栎(*Quercus liaotunggensis*)等组成, 灌木则主要由柳属(*Salix*)和杜鹃花属(*Rhododendron*)组成(Shen, 2003)(图1b).

3 材料和方法

3.1 材料

3.1.1 现代孢粉数据库

本研究用于气候定量重建的现代孢粉数据库涵盖全国范围, 共计3133个样品(图1a), 包括了东亚孢粉数据库(Zheng等, 2008)的1756个样品, 以及新增的1387个未发表样品. 大多数现代样品为表土(1935个), 其他来自湖泊表泥(303个)、苔藓(814个)、粉尘(75个)和空气捕捉器(16个). 数据库共包含581个孢粉类型, 其中的505个陆生孢粉种类被用于定量重建. 现代孢粉数据库样品涵盖了中国几乎所有的植被类型, 包括森

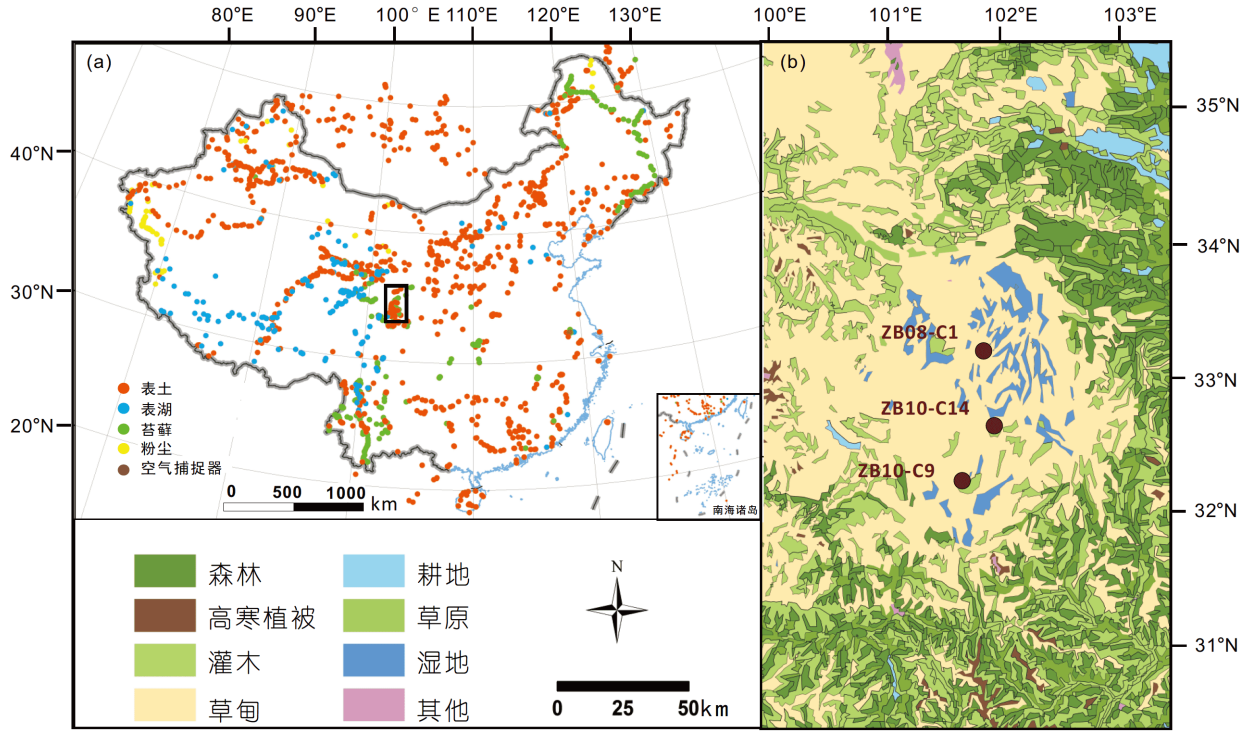

图 1　研究区植被及现代孢粉数据库样点分布图

(a) 现代孢粉数据库样品分布图, 不同沉积类型样品以不同颜色区分, 黑色矩形表示研究区范围; (b) 研究区及周围山地植被类型分布图, 棕色标记点显示三根钻孔位置

林、草甸、草原、灌木和沙漠, 其中, 有674个样品来自青藏高原地区.

现代孢粉数据库样品对应的气候参数来自于对中国公开发表的756个气象站点在1981~2010年30年的气候数据(http://data.cma.cn/), 并由薄板样条回归(Thin plate spline regression)的方法进行插值. 下文分析中选择其中最为常用的6个气象参数: 平均年降水量(MAP)、7月平均降水量(MP_{wa})、1月平均降水量(MP_{co})、年平均温度(MAT)、7月平均温度(MT_{wa})和1月平均温度(MT_{co}). 这六个气候因子可以分别反映温度、降水的年际及季节差异.

3.1.2　化石记录

本研究选取了若尔盖盆地的三个高分辨率孢粉序列用于定量重建(ZB08-C1、ZB10-C9、ZB10-C14). 所选的三个岩芯均为连续的泥炭沉积物, 仅在底部有部分黏土层位.

本研究使用基于贝叶斯原理的Bacon深度-年代模型对三根钻孔的AMS ^{14}C年代控制点(ZB08-C1: 19个; ZB10-C9: 20个; ZB10-C14: 20个)及深度数据进行统一的年代框架构建. ZB08-C1、ZB10-C9、ZB10-C14的底部年代分别可达10.2、11.2和10.8ka BP(1ka BP=1000cal yr BP(Liang等, 2019)). 三个钻孔的黏土层年代分别为10.4~9.7ka BP(ZB08-C1)、11.2~10.6ka BP(ZB10-C9)和10.8~10.3ka BP(ZB10-C14). 根据计算结果, 其孢粉数据年代分辨率在53~65年.

先前的研究已经详细介绍了三个研究点的孢粉序列和植被演化特征(Zhao等, 2011; 李焕, 2015; 孙晓红等, 2017): 沉积孢粉组合均以莎草科(Cyperaceae, 平均60%)、禾本科(Poaceae)、云杉(*Picea*)、松属(*Pinus*)、桦木属(*Betua*)和蒿属(*Artemisia*)为主(图2). 全新世早期, 草本植物占主导地位, 并伴随几次较大的波动; 7~4ka BP草本植物孢粉比例逐渐降低, 而木本孢粉含量从早全新世起逐渐增加, 在6.5ka BP达到最大值; 全新世晚期, 草本植物孢粉比例逐渐回升, 木本孢粉略有降低. 考虑到岩性变化可能会导致孢粉源区的变化, 从而引起不确定性, 因此每个岩芯黏土层位的孢粉数据被排除于气候定量重建.

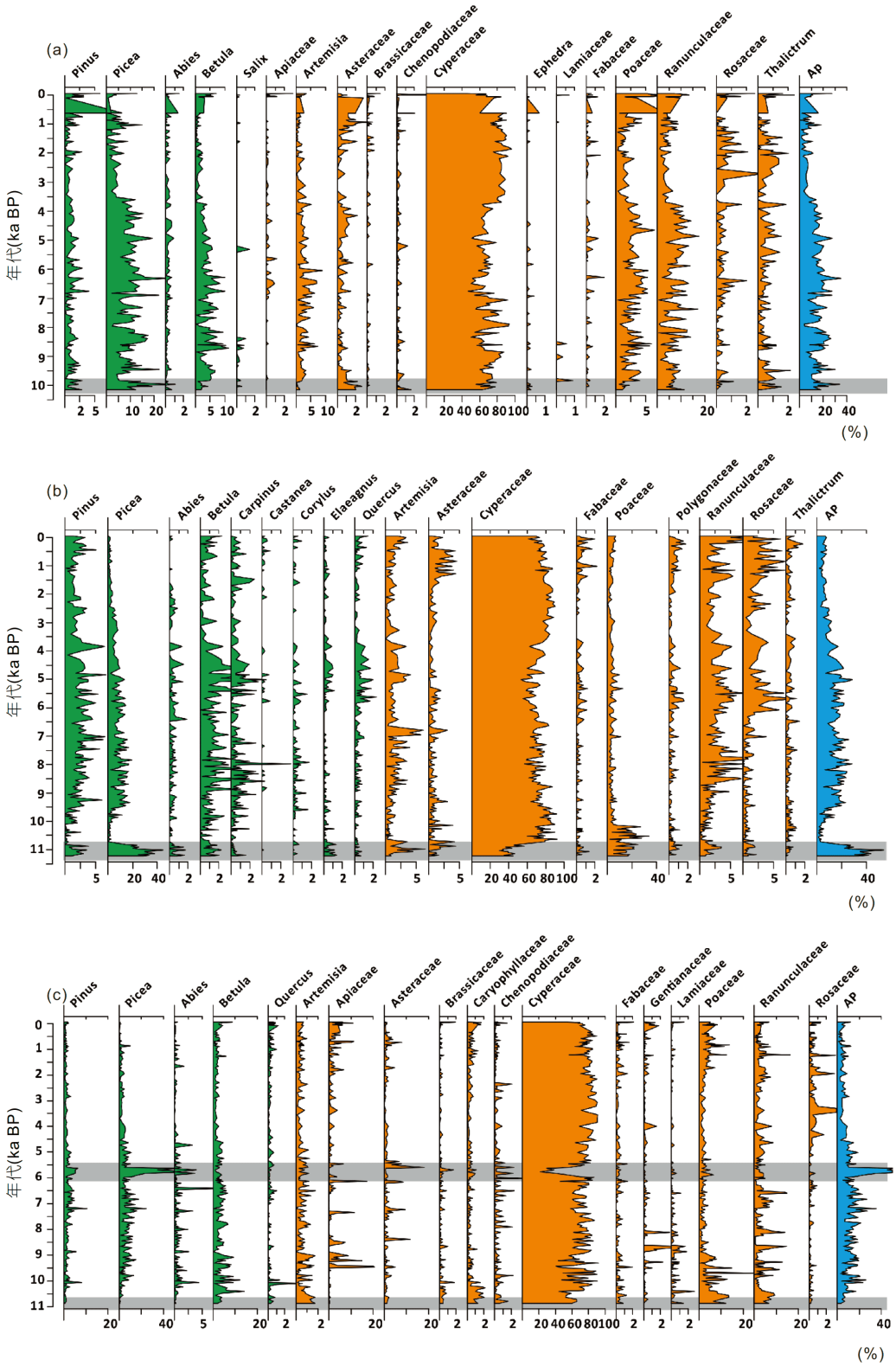

图 2　若尔盖地区沉积岩芯孢粉百分含量图谱

灰色条带显示黏土层位. (a) ZB08-C1(Zhao等, 2011); (b) ZB10-C9(李焕, 2015); (c) ZB10-C14(孙晓红等, 2017)

3.2　定量重建方法体系

前期分析与重建过程步骤的欠缺将会导致重建结果的不确定性，影响对不同区域气候变化机制的理解(Birks等，2012)．本研究综合前人的研究成果(例如, Birks, 2005; Lu等, 2011; Birks等, 2012), 建立了一套较为完整的重建方法体系以确保定量重建结果的准确性, 包括: 现代孢粉数据库质量评估、训练集筛选、主控气候因子分析、最优模型选择、严格的重建结果检验和生态解释等步骤.

3.2.1　现代数据库筛选

现代样品的严格筛选是保证定量重建精确性的前提．由于现代孢粉数据库中空气捕捉器和粉尘样品的孢粉组合与待重建的化石孢粉组合差异较大，因此这两类样品被剔除．根据“全球人类活动影响指数(HII)数据集”(第2版，2005年，http: //doi.org/10.7927/H4BP00QC)和实地调查结果，删除了可能受人类活动影响程度较高的181个现代样品.

3.2.2　训练集筛选和重建模型建立

为了提高重建的准确性，本研究对比多种重建模型，并选取最优模型进行气候定量重建．对比的模型包括目前国际上较为常用的最佳类比法(Modern Analogue Technique)(Legendre和Gallagher, 2001; Overpeck等，1985)、基于不同收缩方式(classical、inverse、non-linear)的加权平均转换函数法(Weighted Average, WA)(Terbraak和Barendregt，1986; Terbraak和Looman, 1986)、加权平均偏最小二乘回归法(Weighted Average-Partial Least Squares Regression, WA-PLS)(Terbraak和Juggins, 1993; Terbraak 等, 1993)以及目前尚未被广泛应用的两种重建模型：局部加权加权平均法(Locally Weighted Weighted Average, LWWA)和局部加权加权偏最小二乘回归法(Locally Weighted Weighted Average-Partial Least Squares Regression, LWWA-PLS)(Birks等, 2012).

训练集对于转换函数的构建至关重要，但目前训练集筛选这一步骤常常被忽略. 鉴于孢粉-气候关系存在明显的区域差异，若训练集范围选择太小则不能完全覆盖重建序列的气候变化；相反，如果覆盖范围太大，孢粉-气候关系会被弱化从而导致较大误差(Cao等, 2017).

本研究采用不同的训练集筛选方法，通过比较确定最适宜的现代孢粉样品训练集．传统的地域范围选择法是选择研究点周围一定半径内的现代样点作为训练集．本文分别选取500、1000、1500km三种距离参数创建不同的训练集，通过对比选择最优的训练集距离．除此之外，本研究使用了一种基于孢粉组合相似性选择训练集的方法，该方法是分别寻找钻孔中每个化石样品一定数量的现代类比型，将这些现代类比型组成训练集，进行后续的孢粉-气候模型建立．本文分别选取20、30、40、50、100个类比型样点作为参数构建不同的训练集，通过检验方法评估确定误差较小的相似型数量, 从而确定最终的训练集.

在最佳类比法模型中，每个化石样本与现代样本之间的差异由最小卡方距离定义(Birks等, 2012). 通过交叉验证方法选择误差(RMSE)最低值对应的k值(类比型的数量)．在LWWA和LWWA-PLS模型中，基于每个化石样品的部分现代类比型分别建立了动态训练集(Birks，2012)．为方便与上述模型误差进行对比，本研究分别选择20、25、30、40、50、100个最佳类比型构建模型, 最优数量的筛选过程与最佳类比法类似.

3.2.3　气候因子筛选

确定控制研究区植被变化的主要气候变量可以最大程度提取孢粉组合中记录的气候变化信息．我们应用多种方法从多角度评估影响现代和化石孢粉数据的关键气候变量．现代样品的气候变量之间的皮尔森相关系数用于识别变量之间的共线关系(Birks等，2012)．使用基于典范对应分析(CCA)计算得到的方差膨胀因子(VIF)来去除包含大量重复信息的变量．该方法通过不断去除部分气候变量，直到VIF值较小，则认为变量间重叠信息较少(Terbraak和Verdonschot，1995)．通过使用CCA中的约束特征值与第一无约束特征值的比值($\lambda1/\lambda2$)来计算单个气候变量的贡献率(Terbraak和Verdonschot, 1995; Cao等, 2014), 具有较小解释度的气候变量不被用于后续的定量重建．以上分析可以通过去除部分变量达到简化重建过程的作用.

本研究引入了目前尚未被孢粉定量重建使用的时间轴(Time-track)分析方法，将化石样点导入现代样点排序轴，查看化石孢粉随时间的变化与现代孢粉数据集的相似度．通过识别是否存在孢粉组合时间序列沿着某个或多个气候要素分布特征，判别不同区域植被

时间尺度上变化的主控气候因子(Birks等, 2012). 该分析方法弥补了通常分析中仅以现代样点情况推测研究区域长时间尺度主控因素变化的情况, 并能够真实反映了化石样点的分布情况与气候要素之间的关系.

综合上述分析方法结果, 选择研究区最主要影响植被变化的主要气候要素进行进一步定量化重建.

3.2.4 检验评估

本文建立的重建体系中共使用了四种方法来评估重建整体的可靠性: 现代样品库与化石样品的匹配度检验、模型拟合能力交叉检验、重建结果显著性检验和生态解释. 多角度评估过程相比传统的仅针对模型拟合能力检验, 能够更全面的检验整个重建过程的可靠性.

匹配度(Goodness of fit)是核查化石样品与现代样品相似程度的指标. 使用化石样品和训练集样品之间的最小相异性(最小DC)评估二者之间的匹配性. 本研究在测评匹配度时将5%以下设置为“有较好的类比型”, 5~10%设置为“有类比型”, 而大于10%的样点认为没有好的现代类比型, 设置为“无类比型”(Birks等, 2012; 陈建徽等, 2018).

通过拔靴法交叉检验(bootstrapping cross-validation)评估所有模型的统计性能(Birks, 1995). 其衡量指标包括均方根误差(RMSEP)和测量值与预测值之间的决定系数(R^2). 最优模型及训练集范围的选择均是依据最小的RMSEP和较大的R^2确定的. 此外, 交叉验证还为重建结果提供了预测误差的具体数值.

通过显著性检验(Significant-test), 评估重建结果是否具有统计学意义. 化石孢粉数据的冗余分析(RDA)用于确定一个轴可表示的最大方差量, 并使用相同的现代和化石数据进行999次随机重建(Telford和Birks, 2011; Birks等, 2012). 如果某一气候因子重建解释的方差高于大多数(按惯例为95%)相同模型随机重建的解释量, 则该气候因子的重建将被认为具有统计学意义.

将重建结果的解释回归到生态学视角是验证基于孢粉数据定量重建准确性不可或缺的步骤, 但已有研究大多忽略了这个过程. 为了可视化不同孢粉种类在环境梯度上的分布特征, 本文计算并展示了所选训练集中主要种类针对不同气候变量的加权平均最佳生态位(optimum)和耐受度(tolerance).

综上所述, 该方法体系中的每一步对于提高重建精度都具有重要意义. 以上所有分析均采用R软件(版本3.4.0). CCA分析使用“vegan”软件包, 软件包“rioja”用于WA、WA-PLS、最佳类比法等模型计算, 软件包“Analogue”用于时间轴分析, 软件包“PalaeoSig”用于显著性检验.

3.3 重建序列集成和周期分析

鉴于本文使用的三个化石记录(ZB08-C1、ZB10-C9和ZB10-C14)的地理位置非常接近、且气候变化总体模式相似, 重建出所有单个记录的温度变化情况, 将其集成为一个气候序列以便于表达区域气候变化特征: 使用局部加权回归以60年等间隔重采样, 计算三条气候重建序列相同年代重建值的平均值.

使用奇异谱分析(Singular spectral analysis, SSA, Vautard和Ghil, 1989; Dettinger等, 1995)对原始气候重建集成序列进行去趋势. REDFIT分析(Schulz和Mudelsee, 2002)用于分析单变量波谱周期特征, 并通过蒙特卡罗模拟进行测试. 运用连续小波变换(Continuous Wavelet Transform, CWT)以识别重建气候序列随时间的主导周期变化情况及其强度. 小波分析的时间窗口选择60年. 应用交叉小波变换(Cross Wavelet Transform, XWT)研究重建气候序列与强迫因子序列之间的多时间尺度相关性. 针对上述所有分析引入蒙特卡罗方法以基于χ2检验给出95%置信区间. 上述分析均在MATLAB软件(Grinsted等, 2004)下进行.

4 结果

4.1 现代孢粉数据库覆盖度

本研究使用的现代孢粉数据库样品覆盖了足够的气候梯度. 年平均温度最低为–9.8℃, 最高为36.9℃, 主要集中在–6~20℃的范围内. 最冷月温度范围为–29~30℃, 最热月温度范围为2.3~44.1℃. 年平均降水量从西北干旱地区的9mm到东南地区的2170mm不等. 现代数据库中几乎所有孢粉种类的最大丰度均远大于其在化石样本中的百分比, 这表明现代样本的孢粉组合可以很好地覆盖化石样本的孢粉组合(图3). 仅有莎草科(Cyperaceae)的百分比略低于化石样本(仅低1.3%), 这种丰度差异仍在可接受的范围内. 足够的现代孢粉样本及其气候梯度为气候重建提供了高质量的

现代孢粉数据集.

4.2　主控气候因子筛选结果

气候变量的相关分析表明(图4), MAP和MP_{wa}之间的Spearman系数达到0.948, 具有显著相关性; 且MAT与MT_{co}之间的相关系数为0.899, 几乎呈线性相关. 因此, MP_{wa}不用于后续重建以简化过程. 考虑到研究区冬季降水量极少且生态意义不明确, MP_{co}未被纳入后续分析.

VIF结果表明MAT、MT_{wa}以及MT_{co}重叠信息较多. 当MT_{wa}被移除时, MT_{co}的VIF值仍然大于7. 相反, 去掉MT_{co}, MT_{wa}的VIF值仅为4.25. 此外, 当考虑到气候变量作为唯一预测因子的解释方差比例($\lambda1/\lambda2$)时, MAT和MT_{wa}比其他变量具有更高的解释度(表1). 因此, 与MT_{co}相比, MT_{wa}与MAT的重叠信息较少, 对植被变化的解释量更多.

在Time-track分析中, 三个记录的化石样品在现代排序轴中的排列略有不同, 但排列模式相似, 均沿MT_{wa}分布(图5), 这意味着最暖月温度是研究区全新世时段植被变化的主要驱动因素. 现代样品可以覆盖化石样品在MT_{wa}轴上的分布梯度, 且在化石样品集中的区段内, 现代样品的数量相对较大.

综上所述, MT_{wa}对植被变化的解释度较大, 而与其他变量的重叠信息较少. 因此, MT_{wa}作为研究区植被变化的主控气候因子, 最适于定量重建.

4.3　最优模型确立

根据交叉检验计算所有模型重建的最热月温度的误差情况, 如表2所示. 本研究所使用的所有模型在统计意义上均具有较大可信度, RMSEP范围为

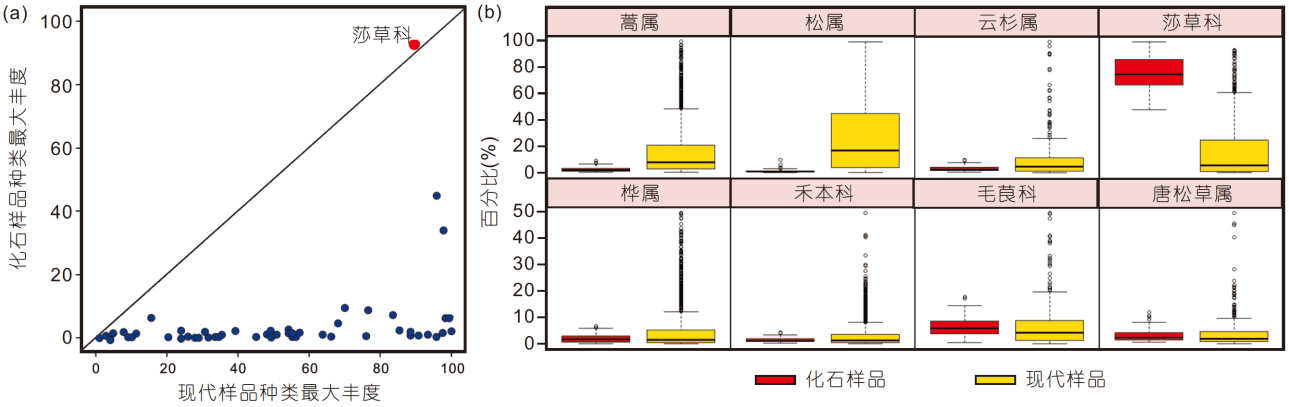

图 3　现代样本和化石样本的种类覆盖度对比图

(a) 现代数据集中相对于化石孢粉种类丰度最大值的散点图(红色: 化石样品中最大丰度>在现代数据集中最大丰度); (b) 主要孢粉种类的百分比覆盖率的箱形图(红色: 化石样品; 黄色: 现代样品)

表 1　6个变量的方差膨胀因子(VIF)及每个单独气候变量的解释度汇总通过四次运行对气候变量进行简化[a)]

气候因子	第一次运行 (所有因子)	第二次运行 (除MT_{wa})	第三次运行 (除MT_{co})	第四次运行 (三个因子)	单气候变量解释程度	
					解释度	p值
MP_{co}	2.054	2.05396	2.054052	–	2.343	0.005
MP_{wa}	8.049	8.04255	8.040067	–	3.18	0.005
MAP	11.194	10.50667	10.496896	2.09881	3.491	0.005
MT_{co}	208.666	7.54003	–	–	2.899	0.005
MT_{wa}	117.666	–	4.251812	3.719867	4.556	0.005
MAT	486.248	5.937843	6.574035	5.427129	4.053	0.005

a) 运行1: 所有变量; 运行2: 除去MT_{wa}其他变量; 运行3: 除去MT_{co}其他变量; 运行3: 删除变量MT_{co}, MP_{co}和MP_{wa}其他变量(详细说明见文本)

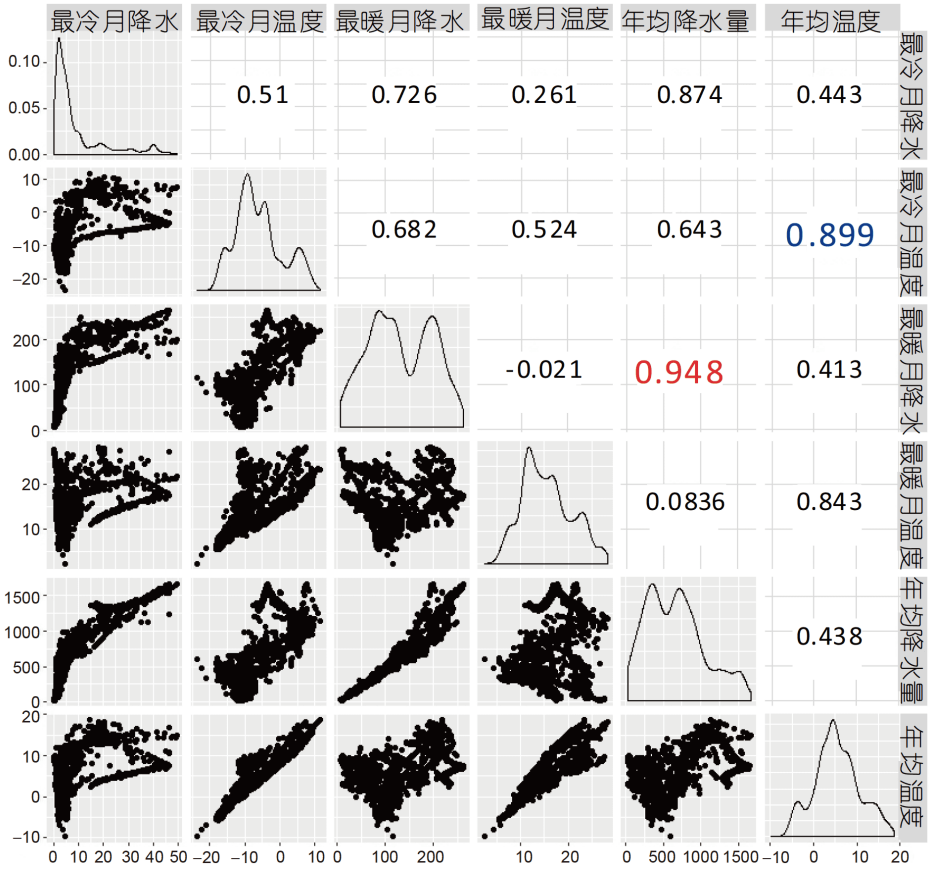

图 4　气候变量相关性分析结果图

1.915~5.341℃，R^2均高于0.6. 对比模型及参数预测表现可知，加权平均偏最小二乘法(WA-PLS)第二组份构建的模型RMSEP最低并且R^2较高. 因此，该模型作为后续全新世气候变化定量重建的最优模型.

此外，基于化石孢粉组合的现代类比型筛选训练集的方法比基于空间距离选择训练集的方法误差更小. 参考训练集样品的分布及不同参数误差大小判别，针对每个化石样品选择30个现代类比型最为合理. 最终，针对ZB08-C1钻孔筛选出175个现代样品，ZB10-C9共计204个现代样品, ZB10-C14钻孔筛选了193个样品, 分别构建了训练集.

4.4　青藏高原东部全新世温度变化特征

基于若尔盖地区三个记录重建了温度变化序列，其趋势和特征非常相似(图6)，这表明重建的三条温度重建序列可以代表区域气候. 全新世期间若尔盖盆地最热月温度在9~11℃变动，并伴随着整体降温趋势. 10.5~8.5ka BP，MT_{wa}平均约为10.4℃；8.5~6ka BP持续升温，并达到全新世最高温度(约11℃)；高温时段过后，中-晚全新世(6~3.5ka BP)持续降温1.2℃；在新冰期温度达到最低后回升0.6℃，并伴随有强烈的百年尺度波动. 此外，三个钻孔重建的气候序列较为一致的表现出了气候突变事件. 最热月温度在8.3~8.0ka BP期间降低了约1℃，与8.2ka冷事件的时间相一致.

频谱分析和小波分析的结果显示，全新世期间MT_{wa}具有明显的500年周期，在10.5~5ka BP时间段内能量最强(图7). 另一个可识别的周期信号是约200年的周期，这与太阳活动的德弗里斯(de Vries)循环相一致(Stuiver和Braziunas, 1993); 但是, 本文所使用的三个孢粉记录的样品分辨率略显不足(约60年)，不足以确证该周期性信号的准确性.

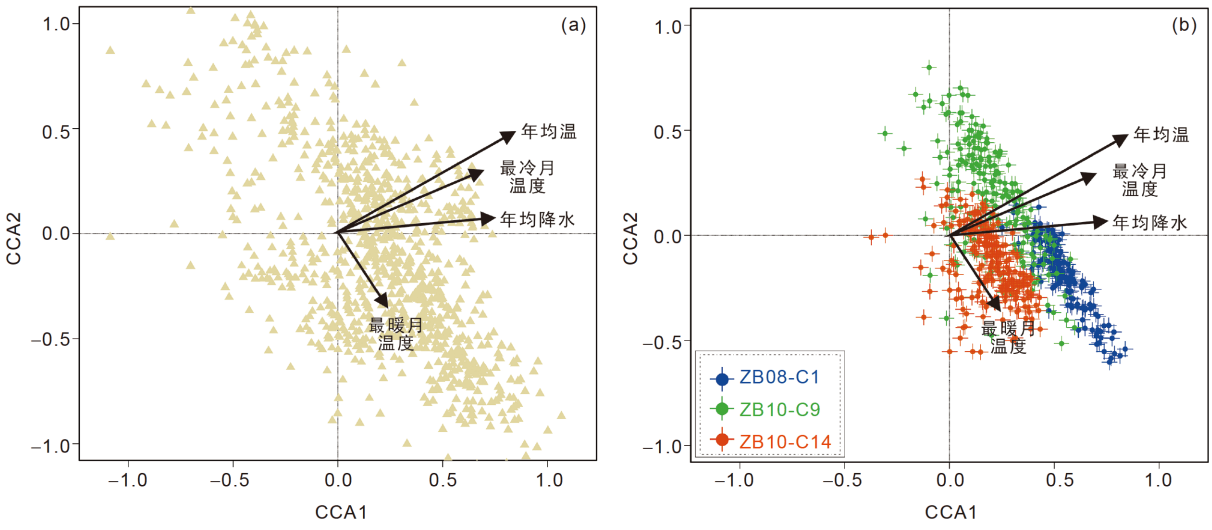

图 5　基于典范对应分析(CCA)的时间轴分析图

(a) 已选训练集现代样品的CCA分析; (b) 化石样品投影到CCA轴的散点图(蓝色: ZB08-C1; 红色: ZB10-C9; 绿色: ZB10-C14)

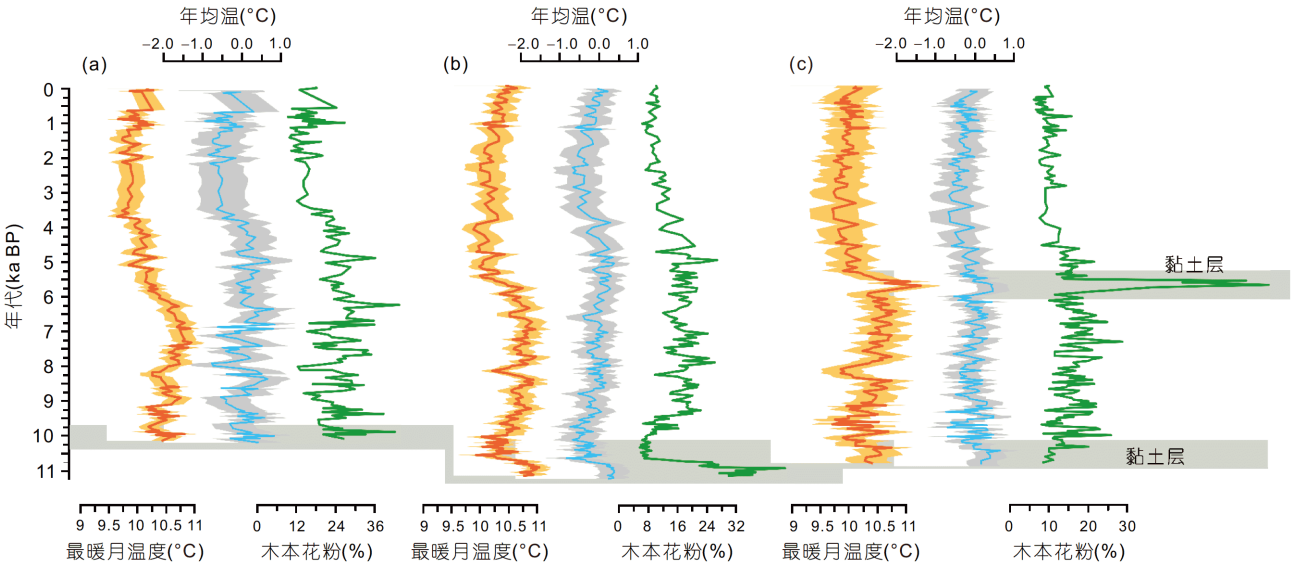

图 6　基于若尔盖盆地三个岩芯孢粉记录重建的最暖月平均温度和年平均温度序列以及乔木花粉百分比

(a) ZB08-C1; (b) ZB10-C9; (c) ZB10-C14. 灰色带表示黏土层. 最暖月平均温度: 橙色线, 黄色为误差; 年平均温度: 蓝色线, 灰色为误差

5　讨论

5.1　重建结果可信度评估

本研究建立的定量重建方法体系从多角度对定量分析整体过程进行了严格的准确性评估, 其中包括训练集质量评估、模型预测误差、重建结果显著性检验以及生态解释等方面.

具有高质量、可准确反映植被-气候关系的现代样品训练集是精准定量重建的前提条件. 化石样品与现代样品丰度对比图显示(图3), 本研究所使用的现代样品库可以很好地覆盖化石样品花粉丰度的变化幅度, 这有效的避免了化石样品孢粉组合难以找到现代类比型的情况. 匹配度检验的结果进一步证明了所选的训练集与化石样品具有较高的相似度, 表明训练集

表 2　三根钻孔基于不同重建模型的误差统计表[a)]

模型	参数	ZB08-C1			ZB10-C9			ZB10-C14		
		样品数量	RMSEP	R^2	样品数量	RMSEP	R^2	样品数量	RMSEP	R^2
最佳类比法	k=4	–	3.095	0.836	–	3.117	0.837	–	3.207	0.851
WA classical	500km	332	4.205	0.607	369	3.942	0.612	326	4.171	0.708
	1000km	1063	5.190	0.723	1052	5.165	0.711	1078	5.341	0.713
	1500km	1529	5.128	0.814	1519	5.316	0.810	1517	5.095	0.817
	20-analogues	161	3.540	0.667	153	3.617	0.680	137	3.543	0.685
	30-analogues	175	3.352	0.730	204	3.194	0.724	193	3.247	0.731
	40-analogues	213	3.836	0.673	235	4.005	0.674	259	3.808	0.679
	50-analogues	290	4.211	0.646	304	4.300	0.650	321	4.385	0.646
	100-analogues	352	4.277	0.642	348	4.245	0.647	407	4.340	0.652
WA inverse	500km	332	2.617	0.607	369	2.556	0.669	326	2.668	0.605
	1000km	1063	3.682	0.723	1052	3.618	0.709	1078	3.504	0.728
	1500km	1529	3.953	0.814	1519	3.931	0.818	1517	3.992	0.802
	20-analogues	161	2.367	0.667	153	2.269	0.671	137	2.419	0.673
	30-analogues	175	2.394	0.730	204	2.330	0.719	193	2.402	0.719
	40-analogues	213	2.583	0.673	235	2.671	0.661	259	2.413	0.658
	50-analogues	290	2.748	0.646	304	2.602	0.651	321	2.747	0.652
	100-analogues	352	2.777	0.642	348	2.886	0.637	407	2.735	0.638
WA non-linear	500km	332	2.561	0.633	369	2.595	0.632	326	2.540	0.613
	1000km	1063	3.567	0.754	1052	3.617	0.744	1078	3.506	0.743
	1500km	1529	3.873	0.830	1519	3.967	0.830	1517	3.812	0.812
	20-analogues	161	2.256	0.718	153	2.351	0.712	137	2.112	0.710
	30-analogues	175	2.217	0.800	204	2.269	0.802	193	2.337	0.785
	40-analogues	213	2.349	0.768	235	2.222	0.763	259	2.306	0.761
	50-analogues	290	2.628	0.695	304	2.625	0.701	321	2.770	0.695
	100-analogues	352	2.664	0.688	348	2.767	0.695	407	2.555	0.697
WAPLS Component 2	500km	332	2.522	0.651	369	2.528	0.667	326	2.591	0.655
	1000km	1063	3.465	0.780	1052	3.639	0.793	1078	3.490	0.781
	1500km	1529	3.686	0.767	1519	3.636	0.767	1517	3.725	0.780
	20-analogues	161	2.164	0.758	153	2.154	0.772	137	1.951	0.768
	30-analogues	175	2.045	0.831	204	2.071	0.819	193	1.915	0.824
	40-analogues	213	2.215	0.818	235	2.119	0.822	259	2.173	0.823
	50-analogues	290	2.390	0.785	304	2.239	0.800	321	2.361	0.795
	100-analogues	352	2.533	0.739	348	2.400	0.755	407	2.574	0.733
LWWA	k=20	–	3.190	0.825	–	3.163	0.817	–	3.088	0.805
	k=30	–	3.196	0.824	–	3.205	0.822	–	3.270	0.812
	k=40	–	3.233	0.820	–	3.390	0.809	–	3.172	0.820
	k=50	–	3.270	0.816	–	3.260	0.812	–	3.306	0.827
	k=100	–	3.378	0.804	–	3.549	0.786	–	3.133	0.801
LWWAPLS	k=20	–	3.374	0.804	–	3.319	0.784	–	3.509	0.810
	k=30	–	3.375	0.804	–	3.261	0.792	–	3.519	0.795
	k=40	–	3.383	0.803	–	3.410	0.791	–	3.543	0.793
	k=50	–	3.397	0.801	–	3.263	0.784	–	3.411	0.800
	k=100	–	3.482	0.791	–	3.586	0.806	–	3.509	0.792

a) 模型误差给出以下两个参数: bootstrap检验计算的预测均方根误差(RMSEP)、预测值和观察值之间的确定系数R^2

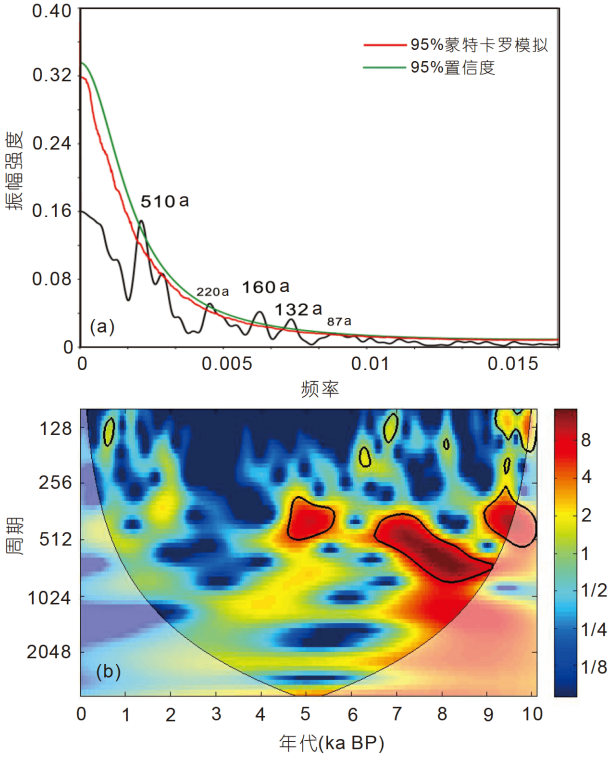

图 7　三根钻孔MT_{wa}集成序列的小波分析及交叉频谱分析结果图

(a) 频谱分析结果及95%置信度(绿线)和蒙特卡罗模拟(红线); (b) 小波分析结果(红色: 能量谱高; 蓝色: 能量谱低; 黑线: 大于95%的置信度). MT_{wa}数据以等距的60年间隔重新采样, 并在分析之前进行去趋势处理

样品可以很好的模拟过去气候变化情况下的孢粉组合响应模式(图8). 因此, 基于本研究建立的定量重建方法体系的严格筛选, 所使用的训练集具有较高质量, 为后续分析和重建奠定了可靠基础.

基于不同模型及参数的误差比较(表2), 通过相似型方法建立的模型误差明显小于地域范围选择法. 通过地理距离选择的样品中, 有近一半样本分布在温暖的季风区(图9), 这可能会导致温度和降水重建结果比实际值偏高. 因此在本研究区, 使用现代类比型来构建训练集以建立转换函数更合理.

根据交叉检验结果, 基于拟定的模型及参数的重建值与实际值之间具有较好的拟合关系, 这反映了本文所选的模型具有良好的拟合预测能力(图10). 与其他模型相比, WA-PLS模型在三根钻孔的检验中均显示出RMSEP最小, R^2较高的特征(ZB08-C1: RMSEP=2.045℃, R^2=0.831; ZB10-C9: RMSEP=2.071℃, R^2=0.819; ZB10-C14: RMSEP=1.915℃, R^2=0.824). 模型的预测误差值小于重建结果显示的全新世气候整体变幅, 这表明重建结果中的MT_{wa}变化整体趋势并不会受到误差的影响. 与青藏高原南部的沉错钻孔(MT_{wa_error}=2.3℃)、欧洲、北非、西伯利亚(MAT_{error}=2.1℃)、北半球(MT_{wa_error}=2.25℃)以及全球(MAT_{error}=2.2℃)温度重建结果误差相比, 本研究基于定量重建体系重建的气候变量预测误差已得到显著改善.

显着性检验结果表明, MT_{wa}对孢粉组合变化的解释度高于95%的随机重建变量, 通过了统计学显著性检验(图11). 这一结果不仅进一步佐证了气候因素选择分析的结果, 也表明了该气候要素的重建结果具有较高可信度. 现代样品的气候值与基于化石样品的重建值中均显示MAT与MT_{wa}的变化趋势基本一致, 尽管

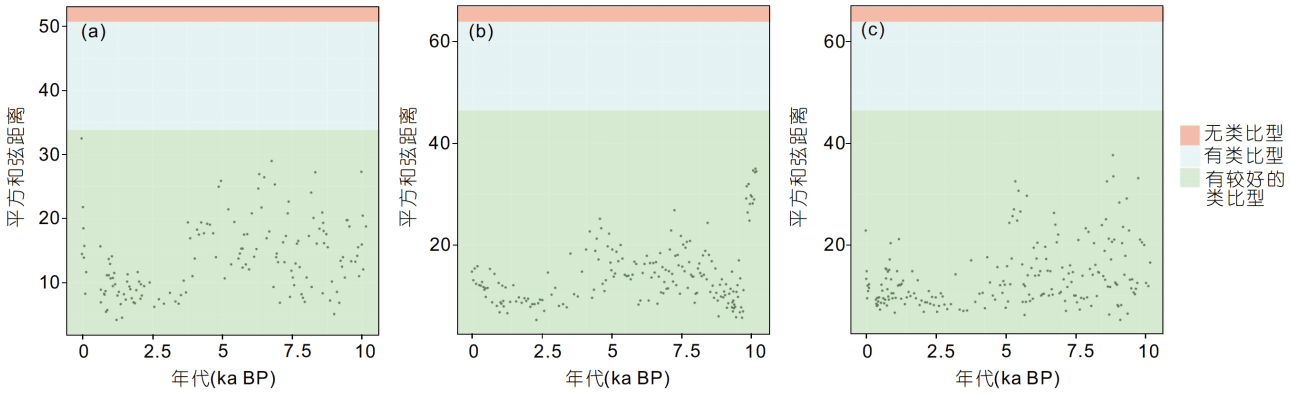

图 8　若尔盖盆地三根钻孔化石样品与训练集匹配度检验及分区图

蓝色: 匹配度好; 黄色: 匹配度较好; 红色: 匹配度较差. (a) ZB08-C1; (b) ZB10-C9; (c) ZB10-C14

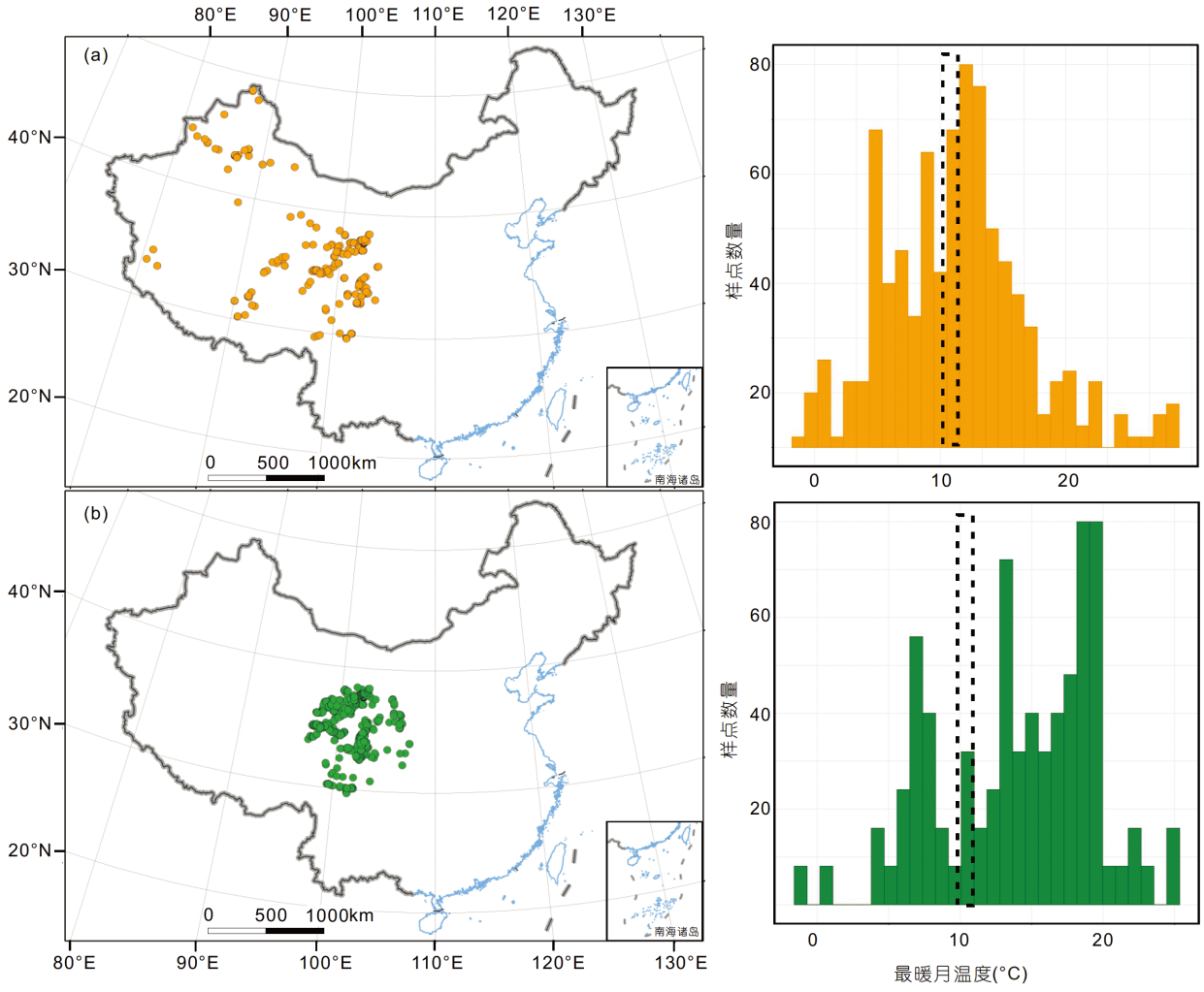

图 9　三根钻孔基于类比型法和距离法选择的训练集的地理分布对比图

(a) 类比型法, k=30; (b) 距离法, 半径为500km. 右侧部分显示训练集现代样品的MT_{wa}分布模式和研究区的现代气象观测值(黑色虚线)

MAT未能通过显著性检验，其解释度已接近95%置信线. MAP与MT_{co}的解释度低于60%重建的随机变量的解释度, 这表明这两个气候因子的重建结果并不可信.

除统计学检验外，生态视角解释可以为重建可靠性提供合理性支撑. 本研究所选的现代样品训练集中, 所有孢粉种类的最适生态位的MAT平均值为1 ℃, MT_{wa}平均值为10.5℃，MAP平均值为550mm，这与研究区现代气候观测结果几乎相同. 因此, 通过严格分析选择的训练集可以有效避免由于现代样品分布不均而导致的重建结果高估(或低估). 此外, 与MAP和MAT相比，三个记录中的主要种类的MT_{wa}最适生态位与平均值差异较大, 表明主要对MT_{wa}的变化更为敏感.

若尔盖地区海拔较高但水分供应相对充足，森林的密度和海拔极限主要受温度控制(Shen等, 2006). 由于耐寒树种(如云杉、冷杉以及其他高寒植被)可以在该地区冬季生存, 因此生长季温度的影响相对更强.

莎草科、禾本科以及唐松草属等科属的最适生态环境为低温(MAT: −3~−1℃; MT_{wa}: 9~10℃)、降水适中(MAP: 450~550mm)(图12). 三个沉积物的孢粉记录均显示，这些种类的孢粉百分比在8.5~6ka BP最低(图2), 这表明早中全新世气候温暖. 这与本研究重建结果显示的该时段温度值较高相一致(图6). 松属、桦属和栎属等乔木种类的最适生态环境为湿润(MAP: 550~750mm)温暖(MAT: 0.3~2.3℃; MT_{wa}: 10.6~11.5℃(图12). 记录中显示的乔木种类孢粉比例在10~6ka BP期间不断增加也证明了全新世早期至中期的升温状态

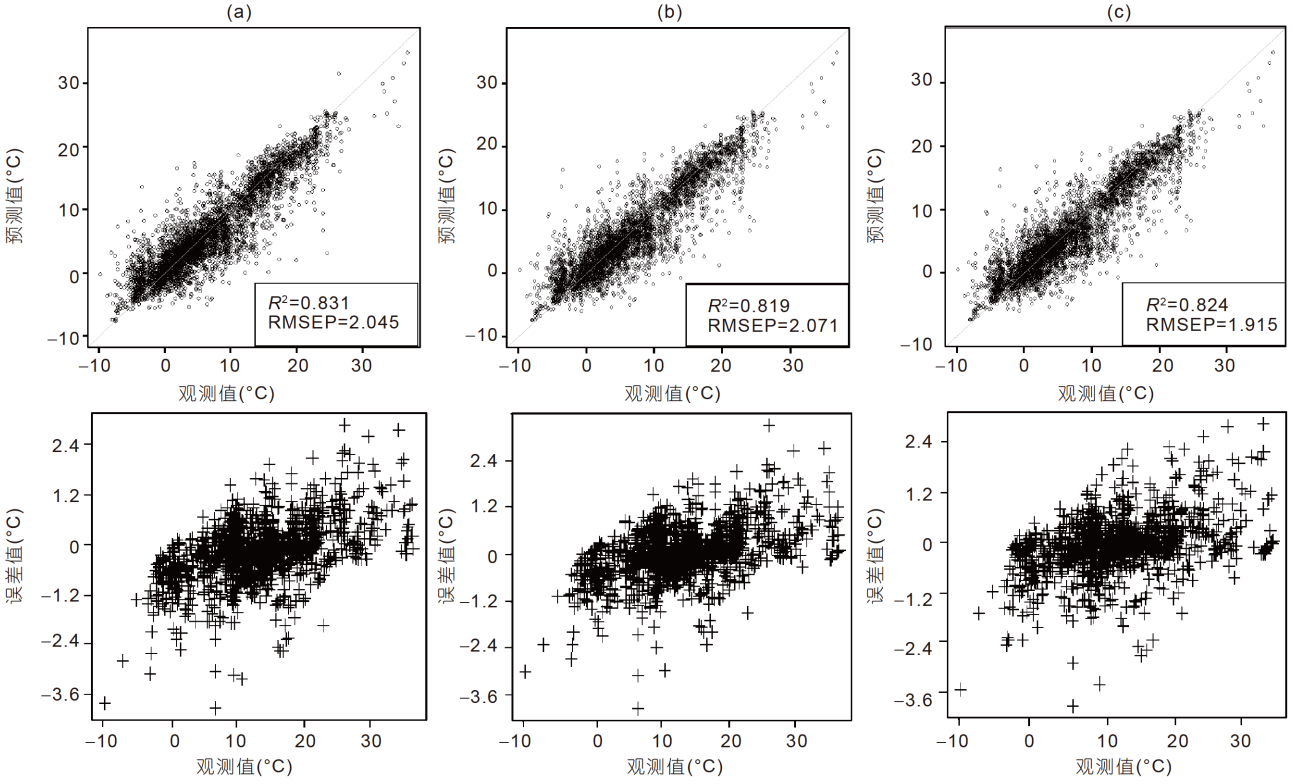

图 10　若尔盖盆地三根孢粉记录WA-PLS模型的交叉检验结果图

(a) ZB08-C1; (b) ZB10-C9; (c) ZB10-C14. 下部为检验残差散点图

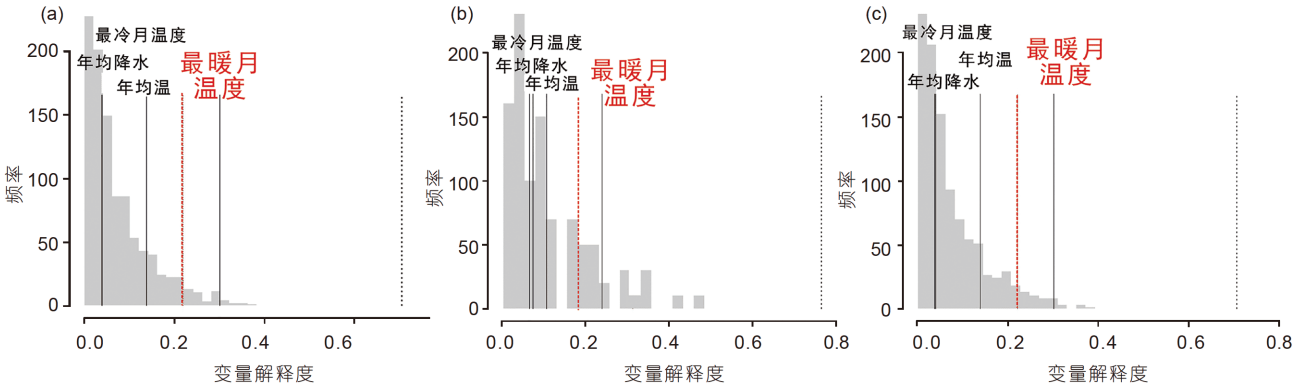

图 11　若尔盖盆地基于孢粉记录重建结果的显著性检验

灰色直方图: 999次随机重建变量对孢粉组合变化解释程度; 红色虚线: 95%随机重建结果解释方差的比例; 黑色虚线: 化石数据的PCA的第一轴解释的方差比例. (a) ZB08-C1; (b) ZB10-C9; (c) ZB10-C14

(图2). 乔木孢粉百分比在全新世晚期较低业余重建结果显示的该时段低温相对应. 麻黄属、藜科、白刺属和蒿属等的最适生态位对应低降水值(MAP<450mm)(图12)以及较大的温度变化幅度. 这些种类主要受到降水的限制作用, 但在研究区的孢粉组合中, 这些种类的孢粉比例较小(<2%), 因而仅能传达有限的降水信息.

需要注意的一个问题是, 莎草科比例过高可能会导致对温度的低估. 本研究化石样品中的莎草科具有两种不同来源: 高山草甸和本地湿生植被. 前者可记

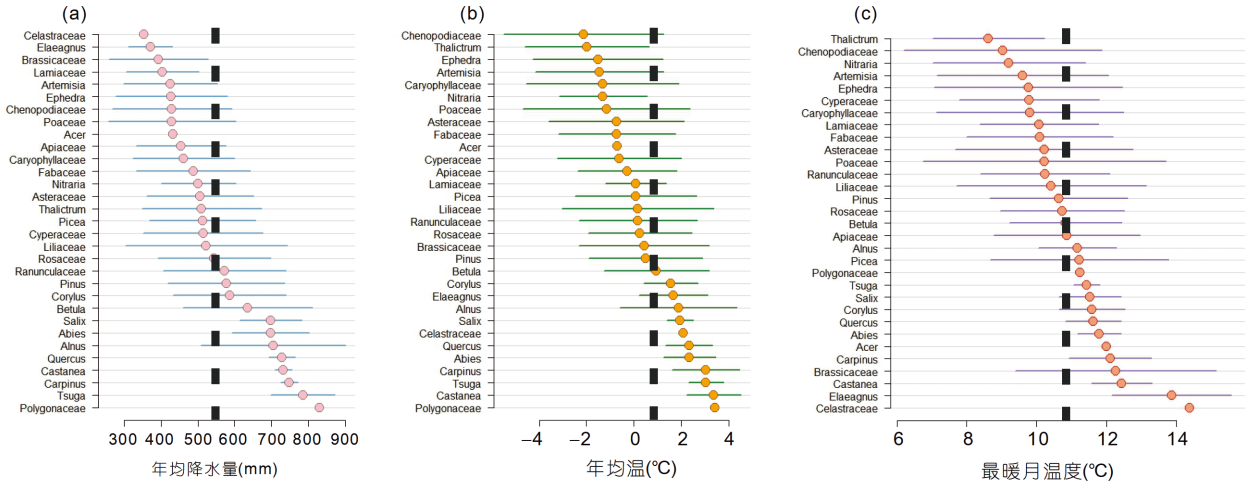

图 12　主要孢粉种类的最适生态位及生态幅度

黑色虚线表示花粉类群的平均气候最佳值. (a) MAP; (b) MAT; (c) MT_{wa}

录区域气候变化的信号, 而后者则只能记录局地信号. 鉴于不同来源的莎草科在孢粉形态上很难严格区分, 因此都用于定量重建. 但是, 本文研究点在全新世均为稳定的泥炭沉积, 基于现代过程研究, 可以假设湿生莎草比例相对恒定, 因此莎草科孢粉的变化主要反映了区域高山草甸孢粉雨的变化(Zhao等, 2011).

综上所述, 三个岩芯的化石样品的MT_{wa}序列重建结果具有统计学和生态学意义, 准确度高.

5.2　全新世温度变化机制探讨

若尔盖盆地MT_{wa}变化趋势与临近的寇查湖温度变化较为一致(Herzschuh等, 2009). 格陵兰冰芯重建的温度(Kobashi等, 2017)以及全球温度集成结果(Marcott等, 2013)也显示出了早、中全新世温度最高, 之后持续降温的变化模式(图13). Zhao等(2011)基于孢粉的定性分析详细阐述了研究区的温度总体变化情况, 其指出早、中全新世温度较高是由夏季太阳辐射在该时段处于较高水平导致的. 温度峰值相对于夏季太阳辐射量峰值的千年尺度滞后则可能是受到了高纬度冰盖的影响. 中、晚全新世太阳辐射量的持续降低导致了该时段气候的显著降温.

在整体变化趋势之中, MT_{wa}的变化显现出显著的500年周期变化特征. 这一百年尺度的气候周期特征在许多古气候记录中均有所展现: 东亚玛珥湖小龙湾的孢粉记录(Xu等, 2014)、三宝洞石笋氧同位素记录(Yin等, 2017)、中国南部玛珥湖的烧失量记录(Liu等, 2000)、北美湖泊记录的理化指标(Hu等, 2003; Zhao等, 2010)、格陵兰冰芯氧同位素记录(GISP2, Stuiver等, 1995), 以及欧洲维也纳盆地的生物指标记录(Kern等, 2012)都显示了约500年的准周期.

若尔盖盆地全新世MT_{wa}记录的500年周期变化与总太阳辐照度(TSI)具有谐波关系, 表明太阳活动可能对百年尺度的温度波动具有较强的驱动作用(图7). 交叉小波变换(XWT)结果显示MT_{wa}与TSI在500年周期尺度上具有显著的共同功率, 这表明二者具有较强的相关性(图14a). 对比MT_{wa}重建结果与TSI(Steinhilber等, 2012)曲线(图14), 二者总体变化趋势相似, MT_{wa}高值对应TSI高值, 反之亦然. 在XWT分析结果中也可以看到类似的模式, 箭头指向右边, 表明MT_{wa}和TSI在500年的周期尺度上同相位变化.

依据谱相似性和相位相关性分析, 可知太阳活动可能是控制百年尺度气候波动的最主要因素. 当TSI减少(增量)的时候,地表温度迅速下降(增加)(Haigh, 1996; Shindell等, 1999, 2001; Wang和Dickinson, 2013).

深入认识温度在自然背景下的变化规律对预测未来气候变化具有重要的科学意义. 本研究定量重建的温度序列显示, 当前正处于最近的500年周期中相对温暖的时期, 温暖气候还将持续数十年, 随后将迎来下一个相对寒冷的时期. 即将到来的温度自然下降, 将在一定程度上抵消人类活动造成的全球变暖.

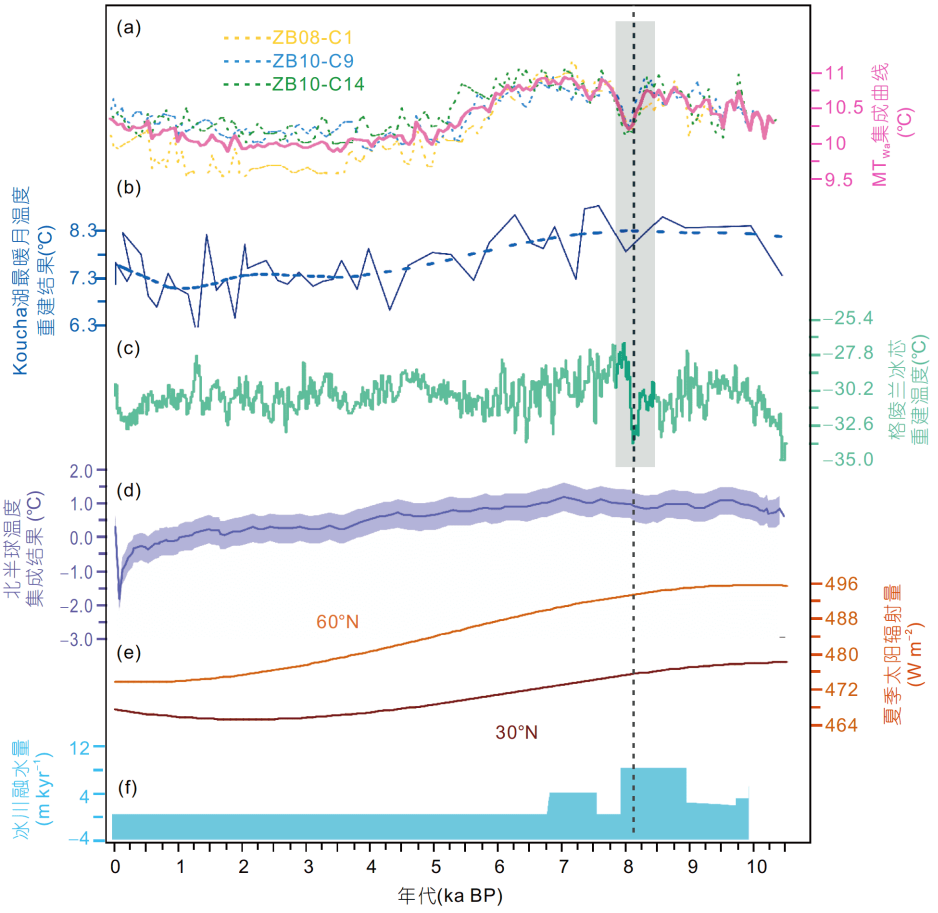

图 13　温度重建序列与外强迫因子

(a) 本文重建结果ZB08-C1(黄色虚线), ZB10-C9(蓝色虚线), ZB10-C14(绿色虚线)以及集成MT_{wa}(粉红色线); (b) 青藏高原东部寇查湖基于孢粉记录重建的温度序列(灰色线)及其五点平滑曲线(蓝色虚线, Herzschuh等, 2009); (c) 基于格陵兰冰芯的温度重建(绿线, Kobashi等, 2017); (d) 30°N~90°N的5°×5°面积加权平均值计算得出的北半球温度集成曲线(紫色线, Marcott等, 2013); (e) 30°N(深红线)和60°N(红线)的夏季太阳辐射量; (f) 北大西洋冰川融水量(蓝色直方图, Liu等, 2014)

6　结论

本研究主要取得了如下结论.

(1) 建立了基于孢粉数据的气候定量重建方法体系, 包括训练集筛选、主控气候因子选择、最优模型建立、多角度重建检验以及生态解释. 该方法体系引入基于相似型选择训练集的方法, 并首次使用时间轴分析法以证明控制植被的主要气候因子随时间变化. 这一方法体系将显著提高孢粉-气候定量重建的准确性.

(2) 多角度分析显示最暖月温度(MT_{wa})是青藏高原东部地区植被变化的主控因素. WA-PLS方法在全新世时段的气候定量重建中表现最优. 全新世初期MT_{wa}约10.4℃, 后缓慢升温, 并在8.5~6ka BP达到最大值(约11℃). 早中全新世温暖期过后, 温度持续下降1.2℃, 并在新冰期时段达到全新世最低. 在MT_{wa}序列中可以明显观察到8.2ka冷事件, 其降温幅度可达1℃.

(3) MT_{wa}序列的整体变化以及周期特征均与太阳辐射具有一致性, 高原东部寒冷时期对应着太阳辐射量的低值时段; 这种谱相似性和相位相关性表明太阳活动是百年气候波动的主要外强迫因素.

(4) 本研究重建的MT_{wa}序列以及其周期变化特征显示, 现阶段正处于500年周期的温暖时段, 在不考虑人类活动影响条件下, 自然变暖的趋势将在几十年后结束.

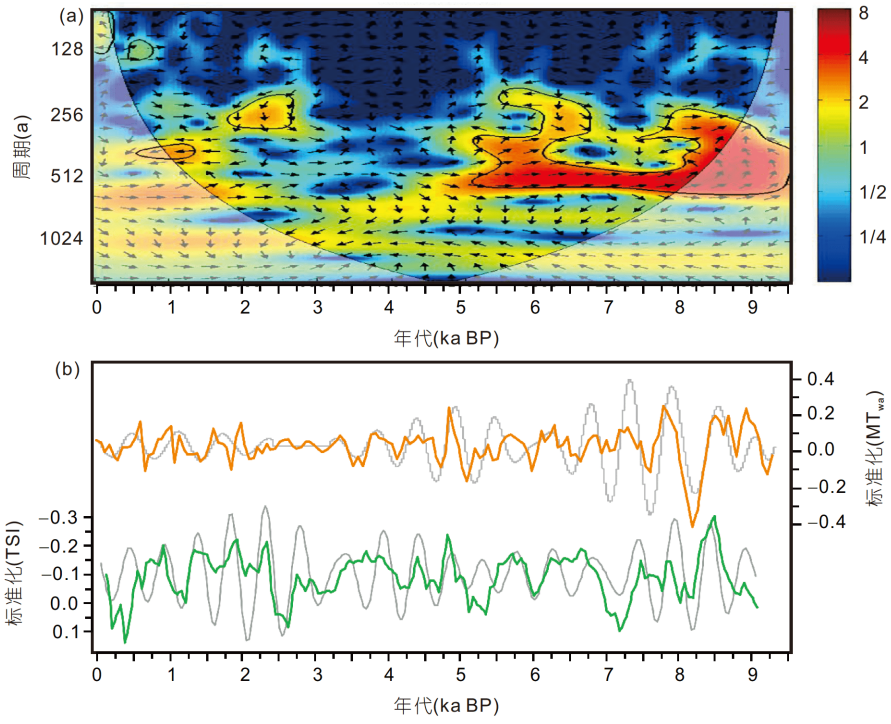

图 14　若尔盖盆地MT_{wa}的周期性与太阳活动的比较

(a) MT_{wa}和TSI的交叉小波变换结果(指向右侧的箭头表示两个变量相位相同; 黑色边界标记了95%置信区间); (b) MT_{wa}(橙色)与TSI(绿色)去趋势化的时间序列以及分别经过400~600年带通滤波处理后曲线(灰色). 据Steinhilber等(2012)

参考文献

陈建徽, 吕飞亚, 黄小忠, Birks H J B, Telford R J, 张生瑞, 许清海, 赵艳, 王海鹏, 周爱锋, 黄伟, 刘建宝, 魏国英. 2018. 基于孢粉的古气候参数定量重建: 一种新思路及其在中国的应用实例. 中国科学: 地球科学, 48: 42–50

李焕. 2015. 青藏高原若尔盖泥炭地孢粉记录的全新世以来植被和环境变化. 硕士学位论文. 兰州: 兰州大学. 1–65

孙晓红, 赵艳, 李泉. 2017. 青藏高原东部若尔盖盆地全新世泥炭地发育和植被变化. 中国科学: 地球科学, 47: 1097–1109

An Z, Colman S M, Zhou W, Li X, Brown E T, Jull A J T, Cai Y, Huang Y, Lu X, Chang H, Song Y, Sun Y, Xu H, Liu W, Jin Z, Liu X, Cheng P, Liu Y, Ai L, Li X, Liu X, Yan L, Shi Z, Wang X, Wu F, Qiang X, Dong J, Lu F, Xu X. 2012. Interplay between the westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka. Sci Rep, 2: 619

Bartlein P J, Harrison S P, Brewer S, Connor S, Davis B A S, Gajewski K, Guiot J, Harrison-Prentice T I, Henderson A, Peyron O, Prentice I C, Scholze M, Seppä H, Shuman B, Sugita S, Thompson R S, Viau A E, Williams J, Wu H. 2011. Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: A global synthesis. Clim Dyn, 37: 775–802

Birks H J B. 1995. Quantitative palaeoenvironmental reconstructions. In: Statistical Modeling of Quaternary Science Data. Cambridge: Quaternary Research Association. 161–254

Birks H. 2005. Fifty years of Quaternary pollen analysis in Fennoscandia 1954–2004. Grana, 44: 1–22

Birks H J B. 2011. Strengths and weaknesses of quantitative climate reconstructions based on Late-Quaternary biological proxies. Open Ecol J, 3: 68–110

Birks H J B, Lotter A F, Juggins S, Smol J P. 2012. Tracking Evironmental Change Using Lake Sediments Volume 5: Data Handling and Numerical Techniques. Springer. 123–141

Cao X Y, Herzschuh U, Telford R J, Ni J. 2014. A modern pollen-climate dataset from China and Mongolia: Assessing its potential for climate reconstruction. Rev Palaeobot Palynol, 211: 87–96

Cao X Y, Tian F, Telford R J, Ni J, Xu Q H, Chen F H, Liu X Q, Stebich M, Zhao Y, Herzschuh U. 2017. Impacts of the spatial extent of pollen-climate calibration-set on the absolute values, range and trends of reconstructed Holocene precipitation. Quat Sci Rev, 178: 37–53

COHMAP-Members. 1988. Climatic changes of the last 18000 years,

observation and model simulations. Science, 241: 1043–1052
Dettinger M D, Ghil M, Strong C M, Weibel W, Yiou P. 1995. Software expedites singular-spectrum analysis of noisy time series. Eos Trans Am Geophys Union, 76, doi: 10.1029/EO076i002p00012
Grinsted A, Moore J C, Jevrejeva S. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. Nonlin Processes Geophys, 11: 561–566
Haigh J D. 1996. The impact of solar variability on climate. Science, 272: 981–984
Herzschuh U, Borkowski J, Schewe J, Mischke S, Tian F. 2014. Moisture-advection feedback supports strong early-to-mid Holocene monsoon climate on the eastern Tibetan Plateau as inferred from a pollen-based reconstruction. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 402: 44–54
Herzschuh U, Kramer A, Mischke S, Zhang C. 2009. Quantitative climate and vegetation trends since the late glacial on the northeastern Tibetan Plateau deduced from Koucha Lake pollen spectra. Quat Res, 71: 162–171
Hu F S, Kaufman D, Yoneji S, Nelson D, Shemesh A, Huang Y, Tian J, Bond G, Clegg B, Brown T. 2003. Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaskan subarctic. Science, 301: 1890–1893
Kern A K, Harzhauser M, Piller W E, Mandic O, Soliman A. 2012. Strong evidence for the influence of solar cycles on a Late Miocene lake system revealed by biotic and abiotic proxies. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 329-330: 124–136
Kobashi T, Menviel L, Jeltsch-Thömmes A, Vinther B M, Box J E, Muscheler R, Nakaegawa T, Pfister P L, Döring M, Leuenberger M, Wanner H, Ohmura A. 2017. Volcanic influence on centennial to millennial Holocene Greenland temperature change. Sci Rep, 7: 1441
Legendre P, Gallagher E D. 2001. Ecologically meaningful transformations for ordination of species data. Oecologia, 129: 271–280
Liang C, Zhao Y, Qin F, Cui Q Y, Li Q, Li H, Zhang Z Y. 2019. Complex responses of vegetation diversity to Holocene climate change in the eastern Tibetan Plateau. Veget Hist Archaeobot, 28: 379–390
Liu J, Lü H, Negendank J, Mingram J, Luo X, Wang W, Chu G. 2000. Periodicity of Holocene climatic variations in the Huguangyan Maar Lake. Chin Sci Bull, 45: 1712–1717
Liu K B, Yao Z, Thompson L G. 1998. A pollen record of Holocene climatic changes from the Dunde ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau. Geology, 26: 135–138
Liu Z, Wen X, Brady E C, Otto-Bliesner B, Yu G, Lu H, Cheng H, Wang Y, Zheng W, Ding Y, Edwards R L, Cheng J, Liu W, Yang H. 2014. Chinese cave records and the East Asia Summer Monsoon. Quat Sci Rev, 83: 115–128
Lu H, Wu N, Liu K, Zhu L, Yang X, Yao T, Wang L, Li Q, Liu X, Shen C, Li X, Tong G, Jiang H. 2011. Modern pollen distributions in Qinghai-Tibetan Plateau and the development of transfer functions for reconstructing Holocene environmental changes. Quat Sci Rev, 30: 947–966
Marcott S A, Shakun J D, Clark P U, Mix A C. 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11300 years. Science, 339: 1198–1201
Nakagawa T, Tarasov P E, Nishida K, Gotanda K, Yasuda Y. 2002. Quantitative pollen-based climate reconstruction in central Japan: Application to surface and Late Quaternary spectra. Quat Sci Rev, 21: 2099–2113
Overpeck J T, Webb III T, Prentice I C. 1985. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: Dissimilarity coefficients and the method of modern analogs. Quat Res, 23: 87–108
Renssen H, Seppä H, Heiri O, Roche D M, Goosse H, Fichefet T. 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. Nat Geosci, 2: 411–414
Schulz M, Mudelsee M. 2002. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. Comput Geosci, 28: 421–426
Seppa H, Birks H J B, Odland A, Poska A, Veski S. 2004. A modern pollen-climate calibration set from northern Europe: Developing and testing a tool for palaeoclimatological reconstructions. J Biogeogr, 31: 251–267
Shen C M. 2003. Millennial-scale variations and centennial-scale events in the Southwest Asian Monso. Dissertation for Master's Degree. Louisiana: Louisiana State University in Shreveport School
Shen C, Liu K B, Tang L, Overpeck J T. 2006. Quantitative relationships between modern pollen rain and climate in the Tibetan Plateau. Rev Palaeobot Palynol, 140: 61–77
Shen J, Liu X Q, Sumin W, Matsumoto R. 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18000 years. Quat Intern, 136: 131–140
Shindell D T, Schmidt G A, Mann M E, Rind D, Waple A. 2001. Solar forcing of regional climate change during the maunder minimum. Science, 294: 2149–2152
Shindell D, Rind D, Balachandran N, Lean J, Lonergan P. 1999. Solar cycle variability, ozone, and climate. Science, 284: 305–308
Steinhilber F, Abreu J A, Beer J, Brunner I, Christl M, Fischer H, Heikkilä U, Kubik P W, Mann M, McCracken K G, Miller H, Miyahara H, Oerter H, Wilhelms F. 2012. 9400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. Proc Natl Acad Sci USA, 109: 5967–5971
Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. 1995. The GISP2 δ^{18}O climate

record of the past 16500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes. Quat Res, 44: 341–354

Stuiver M, Braziunas T F. 1993. Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}CO_2$: An evaluation of causal and spectral relationships. Holocene, 3: 289–305

Telford R J, Birks H J B. 2011. A novel method for assessing the statistical significance of quantitative reconstructions inferred from biotic assemblages. Quat Sci Rev, 30: 1272–1278

Terbraak C J F, Barendregt L G. 1986. Weighted averaging of species indicator values: Its efficiency in environmental calibration. Math Biosci, 78: 57–72

Terbraak C J F, Juggins S. 1993. Weighted averaging partial least squares regression (WA-PLS): An improved method for reconstructing environmental variables from species assemblages. Hydrobiologia, 269: 485–502

Terbraak C J F, Juggins S, Birks H J B, Vandervoet H. 1993. Weighted averaging partial least-squares regression (WA-PLS)-definition and comparison with other methods for species environment calibration. Multivariate Environ Stat, 525–560

Terbraak C J F, Looman C W N. 1986. Weighted averaging, logistic regression and the Gaussian response model. Vegetatio, 65: 3–11

Terbraak C J F, Verdonschot P F M. 1995. Canonical correspondence analysis and related multivariate methods in aquatic ecology. Aquat Sci, 57: 255–289

Thomas E K, Huang Y, Clemens S C, Colman S M, Morrill C, Wegener P, Zhao J. 2016. Changes in dominant moisture sources and the consequences for hydroclimate on the northeastern Tibetan Plateau during the past 32 kyr. Quat Sci Rev, 131: 157–167

Thomas E K, Huang Y, Morrill C, Zhao J, Wegener P, Clemens S C, Colman S M, Gao L. 2014. Abundant C4 plants on the Tibetan Plateau during the Lateglacial and early Holocene. Quat Sci Rev, 87: 24–33

Thompson L G, Yao T, Mosley-Thompson E, Davis M E, Henderson K A, Lin P N. 2000. A high-resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan Ice Cores. Science, 289: 1916–1919

Vautard R, Ghil M. 1989. Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series. Physica D-Nonlinear Phenomena, 35: 395–424

Wang K, Dickinson R E. 2013. Contribution of solar radiation to decadal temperature variability over land. Proc Natl Acad Sci USA, 110: 14877–14882

Xu D, Lu H, Chu G, Wu N, Shen C, Wang C, Mao L. 2014. 500-year climate cycles stacking of recent centennial warming documented in an East Asian pollen record. Sci Rep, 4: 3611

Yang B, Qin C, Wang J, He M, Melvin T M, Osborn T J, Briffa K R. 2014. A 3500-year tree-ring record of annual precipitation on the northeastern Tibetan Plateau. Proc Natl Acad Sci USA, 111: 2903–2908

Yin Z, Liu D, Pang C, Xuan C, Kang X. 2017. The centennial to millennial-scale cycles analysis of Holocene climatic variability and solar activity. Period Ocean Univ China, 47: 112–120

Zhao C, Yu Z, Ito E, Zhao Y. 2010. Holocene climate trend, variability, and shift documented by lacustrine stable-isotope record in the northeastern United States. Quat Sci Rev, 29: 1831–1843

Zhao Y, Yu Z, Zhao W. 2011. Holocene vegetation and climate histories in the eastern Tibetan Plateau: Controls by insolation-driven temperature or monsoon-derived precipitation changes? Quat Sci Rev, 30: 1173–1184

Zheng Z, Wei J, Huang K, Xu Q, Lu H, Tarasov P, Luo C, Beaudouin C, Deng Y, Pan A, Zheng Y, Luo, Y, Nakagawa T, Li C, Yang S, Peng H, Cheddadi R, Williams J. 2014. East Asian pollen database: Modern pollen distribution and its quantitative relationship with vegetation and climate. J Biogeog, 41: 1819–1832

(责任编委: 吴海斌)